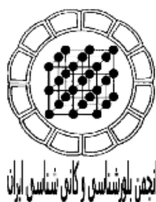
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۸۰۳ تا ۸۱۸




# بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئید منطقه‌ی لاله‌زار (بردسیر- استان کرمان)

**سیده مریم نیک تبار*، عباس مرادیان، حمید احمدی پور**

*گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان*

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۰/۱۳ ، نسخه نهایی: ۹۴/۲/۱۶)

**چکیده:** مجموعه‌ی گرانیتوئیدی لاله زار، در جنوب شرق کمربند ماگمائی ارومیه-دختر و نوار دهج- ساردوئیه ( استان کرمان) واقع شده است. این توده، از سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب گرانیتوئیدی تشکیل شده و به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. سنگ‌های آذرین درونی منطقه از گرانیت تا گابرودیوریت تغییر می‌کنند اما ترکیبات دیوریت و تونالیت در اکثریت هستند. کانی‌های مهم تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه شامل پلاژیوکلاز سدیم، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز برای سنگ‌های گرانیت تا تونالیت و پلاژیوکلاز کلسیک، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن) برای سنگ‌های دیوریت تا گابرودیوریت هستند. تورمالین‌زایی ویژگی شاخص رخداد کاني است که در گرانیتوئیدها و آپلیت‌های وابسته به آن‌ها به-صورت بلورهای منشوری متوسط تا خیلی درشت، بی‌شکل تا شکل‌دار، رگه ای، انباشت‌های شعاعی، نودولار و سوزنی دیده می‌شوند. تورمالین‌زایی درگرانیتوئیدهای این منطقه در مرحله‌ی گرمابی و پنوماتولیتی تحت تأثیر سیالات غنی از بور در شکستگی‌های این سنگ‌ها صورت گرفته است. در آپلیت‌ها تورمالین‌زائی به عنوان گرهک‌های سرشار از تورمالین احتمالاً نتیجه‌ی جدایش گازی (پنوماتولیتیک) در سیالات غنی از بور-سیلیس در مراحل نهائی تبلور رخ می‌دهد. گاه جانشيني تورمالين از کناره‌ها، شکستگی‌ها و صفحات ضعیف شبکه فلدسپات‌ها (مانند رخ و ماکل) شروع شده و به قسمت‌هاي ديگر بلورهای یاد شده گسترش یافته است. بررسی-های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیائی نشان می‌دهند که این باتولیت از نوع I و کلسیمی- قلیایی است. از نظر موقعیت زمین‌ساختی، وابسته به نوع قوس بوده و در یک کمان آتشفشانی حاشیه‌ی قاره‌ای تشکیل شده است و خاستگاه آن بر اساس بررسی‌های REE، یک گوشته‌ی گارنت دار یا اسپینل‌دار است.

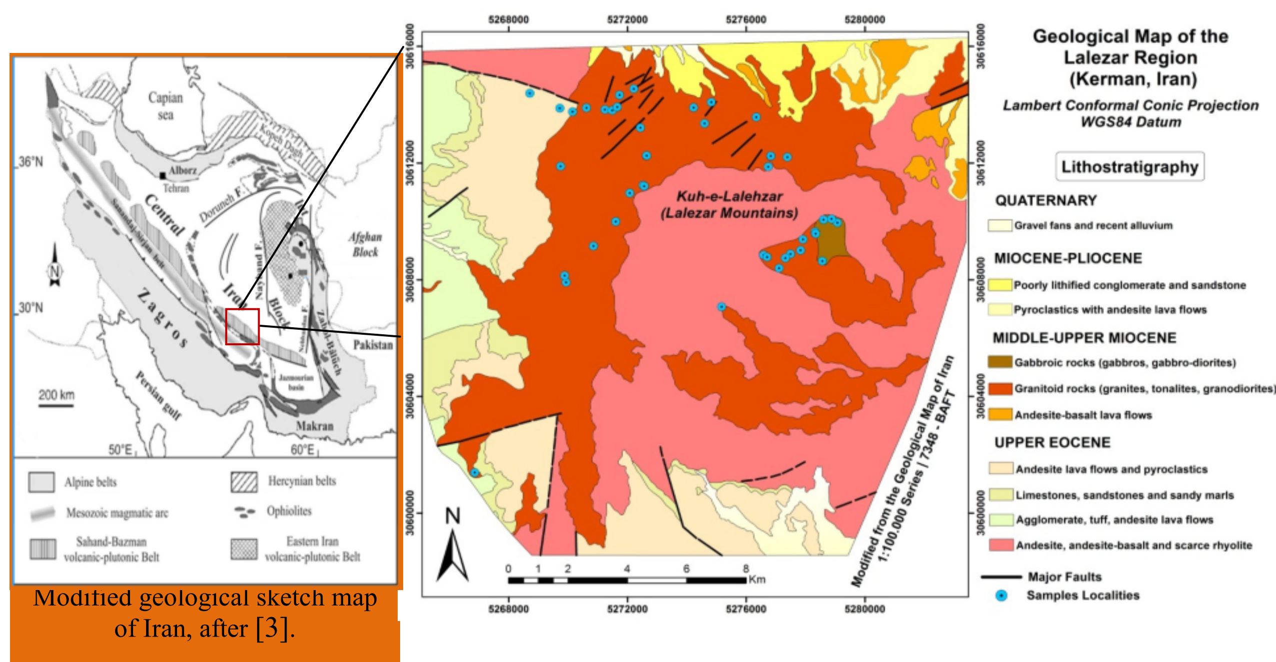
**واژه‌های کلیدی:** *لاله زار؛ کلسیمی قلیایی؛ گرانیت؛ گابرودیوریت؛ تورمالین.*

**مقدمه**

توده‌ی نفوذی مورد بررسی، در جنوب روستای لاله‌زار، از توابع شهرستان بردسیر، در گستره‌ی استان کرمان با طول و عرض جغرافیائی ´۰۰ °۵۷ تا ´۴۵ °۵۶ و ´۱۵ °۲۹ تا ´۳۰ °۲۹ قرار گرفته است. این توده به درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده است و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، جزء کمربند ماگمائی ارومیه- دختر و نوار دهج- ساردوئیه محسوب می‌شود (شکل ۱).

کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر مهم‌ترین کمربند فلززایی ایران است و روی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا قرار گرفته است. بخش جنوب شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر به نام نوار دهج- ساردوئیه است که بیشترین حجم ماگماتیسم کمربند ارومیه- دختر را به خود اختصاص داده است [۱]. این کمربند ماگمائی ایران مرکزی شامل سنگ‌های بیرونی و درونی به سن ائوسن-کواترنری است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۸۹۱۳۳۵۹۲۸۶۰ ، نمابر: ۰۳۴۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: Maryam.niktabar@gmail.com




**شکل ۱** بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی بافت و موقعیت قرارگیری گرانیتوئید لاله زار [۱] با تغییرات.

بیشترین فعالیت ماگمائی از نوع آتشفشانی در ائوسن [۲] و از نوع نفوذی در الیگومیوسن- پلیوسن [۴،۳] بوده است. بیشتر سنگ‌های آهکی قلیایی موجود در این کمربند را به قوس قاره-ای و در اثر فرورانش وابسته می‌دانند [۸،۷،۶،۵،۳] به نظر [۳] و [۹] بیشتر که اکثر گرانیتوئیدها در این منطقه‌ی کلسیمی - قلیایی، متاآلومینیوس و از نوع I هستند. از آنجا که توده‌های نفوذی موجود در منطقه درون سنگ‌های آتش فشانی مجموعه هزار نفوذ کرده‌اند، آن‌ها را به سن بعد از ائوسن و از نوع جبال بارز (توده‌های گرانیتوئیدی جنوب شرق نوار دهج- ساردوئیه) نسبت داده‌اند [۱].

پدیده‌ی تورمالین‌زائی گسترده در گرانیتوئیدهای منطقه ایجاد شده است. تورمالین یکی از کانی‌های معمول در رگه‌های گرمابی، پنوماتولیتی، پگماتیت‌های گرانیتی و برخی از گرانیت-ها به شمار می‌رود. معمولاً تورمالین وقتی تشکیل می‌شود که گرمابی- ماگمایی از مراحل تاخیری سرشار از بور، موجب تبلور تورمالین و یا سایر کانی‌های بور و سیلیکاتی می شوند [۱۰]. انواع غنی از آهن آن شورلیت و از نوع غنی از منیزیم دراویت نامیده می‌شود [۱۱]. ترکیب پیچیده و متنوع تورمالین بیانگر ارتباط مشخص آن با محیطی است که از آن متبلور شده است [۱۲].

در این مقاله، به ارائه و بحث درباره سنگ‌نگاری و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی لاله‌زار بر اساس پژوهش‌های تازه‌ای که تاکنون روی این گونه سنگ‌ها انجام گرفته است، می‌پردازیم. به منظور بررسی ژئوشیمی، از ۲۸ نمونه سنگ با ترکیب‌های مختلف به روش ICP-MS، تجزیه شیمیایی (در کشور کانادا-کمپانی Acme) انجام گرفته است.

## سنگ‌نگاری

توده‌ی گرانیتوئیدی لاله‌زار درون سنگ‌های آتشفشانی_ رسوبی نفوذ کرده است (شکل ۲). از بین انواع سنگ‌های آتشفشانی میزبان، آندزیت‌ها بیشترین گسترش را داشته و در بیشتر مناطق دیده می‌شوند. نزدیک به توده‌ی نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی به‌صورت سنگ‌های تیره، پخته شده و با دگرگونی با درجه‌ی پایین، مشاهده می‌شوند.

### گرانودیوریت

این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگی، در حد لوکوکرات تا مزوکرات و در بیشتر مناطق دیده می‌شوند. گاهی تحت تاثیر محلول‌های گرمابی، آب‌های سطحی و دگرسانی به رنگ‌های تیره‌تر تبدیل شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز است. بافت در این نوع سنگ‌ها دانه‌ای و در مواردی به‌طور بخشی پوئیکلیتیک است.







**شکل ۲** نفوذ گرانیتوئید لاله‌زار درون سنگ‌های آتشفشانی میزبان (الف). نمایی از گرانیتوئید لاله‌زار (ب).

بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه‌ی تقریبی ۱ تا ۳ میلیمتر، خودشکل تا نیمه شکل، حدود ۳۵٪ تا ۵۰٪ سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. ماکل‌های اصلی در این کانی‌ها، پلی‌سنتتیک، کارلسباد و بندرت پریکلین است. ماکل پریکلین به‌عنوان ماکل ثانویه به علت تاثیر استرین‌های موجود در منطقه است (شکل۳). پلاژیوکلازها با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۱۵ تا ۲۵ درجه و با استفاده از نمودار میشل لوی، به نظر می‌رسد که ترکیبی در حد الیگوکلاز-آندزین داشته باشند. برخی از این کانی‌ها حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های ریز بیوتیت، کانی‌های کدر و به‌ندرت آپاتیت و زیرکن هستند. در برخی پلاژیوکلازها، مرکز کانی تبدیل به سریسیت و اپیدوت شده است ولی در حواشی چنین فرایندی رخ نداده است که این به‌دلیل کلسیک تر بودن مرکز کانی است و منطقه بندی عادی را نشان می‌دهد (شکل۴. الف). منطقه‌بندی عادی معمولاً نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت رسیدن به تعادل در سیستم پلاژیوکلاز نسبت به سرعت تبلور است، از آنجا که در پلاژیوکلاز نسبت Al/Si مرتبا تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با گدازه واکنش نمی‌کند [۱۳]. در برخی از موارد، دگرسانی در حاشیه یا نزدیک به حاشیه پلاژیوکلاز رخ داده است (شکل۴ ب). امروزه اغلب پژوهشگران مانند [۱۴] به اختلاط ماگمایی متوسل می‌شوند، بنابراین حاشیه تحلیل یافته و واکنشی پلاژیوکلاز را می‌توان به اختلاط ماگمایی ربط داد. از طرف دیگر برخی مانند [۱۵] وجود مواد فرار و تغییرات فوگاسیته اکسیژن را در نظر می‌گیرند. با توجه به وجود کانی‌های آبدار (مانند بیوتیت و آمفیبول) و نبود شواهد دیگر اختلاط، وجود تغییرات فوگاسیته اکسیژن را می‌توان محتمل تر دانست. البته جدایش دقیق این عوامل امکان‌پذیر نیست.

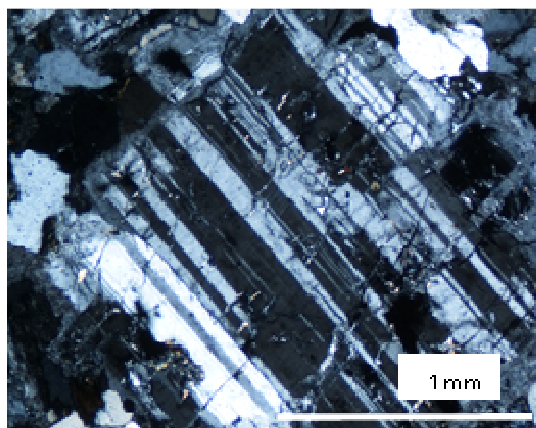
پتاسیم فلدسپار با اندازه‌ی متوسط ۱ تا ۲ میلی متر حدود ۵٪ تا ۱۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهند. به‌صورت کانی‌های بی‌شکل ارتوز و بندرت میکروپرتیت و گاه با ماکل کارلسباد دیده می‌شوند. بعضی به‌طور موضعی کائولینیتی شده‌اند. این کانی به‌صورت درشت بلور نیز دیده می‌شود و حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و کانی‌های کدر است که بافت موضعی پوئیکلیتیک را ایجاد می‌کنند.

کوارتز به‌صورت بی‌شکل با خاموشی موجی و اندازه‌ای حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر، تقریباً ۲۰٪ کانی‌ها را در سنگ تشکیل می‌دهد.

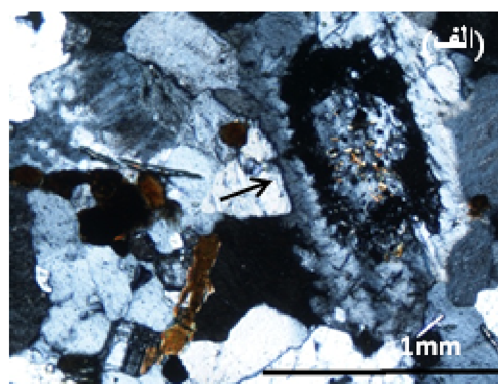
آمفیبول‌های موجود در گرانودیوریت‌ها از نمونه‌های گرانیتی فراوان‌ترند. با توجه به رنگ سبز تا قهوه‌ای، مقطع عرضی شش وجهی لوزی رخ و با توجه به ویژگی‌های نوری احتمالاً از نوع هورنبلند هستند. بیشتر آن‌ها خود شکل تا نیمه شکل و متوسط بلور، گاه دارای ماکل دوتایی، ضربدری هستند. (شکل ۵). بعضی آمفیبول‌ها دارای ادخال‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر هستند و به‌صورت محلی گاه به کلریت، اپیدوت و بیوتیت دگرسان شده‌اند.

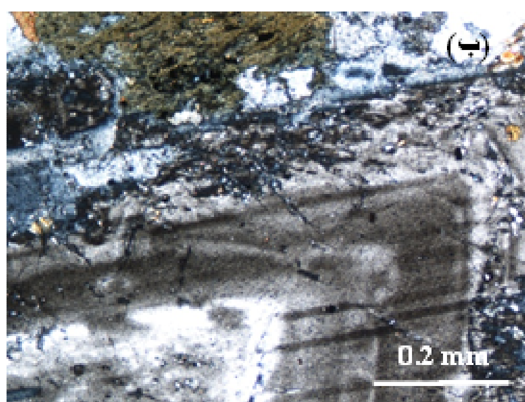
بیوتیت‌ها به‌صورت خود شکل تا بی‌شکل و متوسط بلور دیده می‌شوند. گاه بیوتیت‌ها، ثانویه و از دگرسانی آمفیبول ها حاصل شده‌اند. بیوتیت همراه با آمفیبول حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کانی‌ها را تشکیل می‌دهند.

کانی‌های فرعی مثل زیرکن، اسفن و آپاتیت از درصد بسیار اندکی برخوردارند و عموماً خودشکل هستند. کانی های کدر در برخی از نمونه‌های سنگی همراه کانی‌های ثانویه حاصل دگرسانی مشاهده می‌شوند.

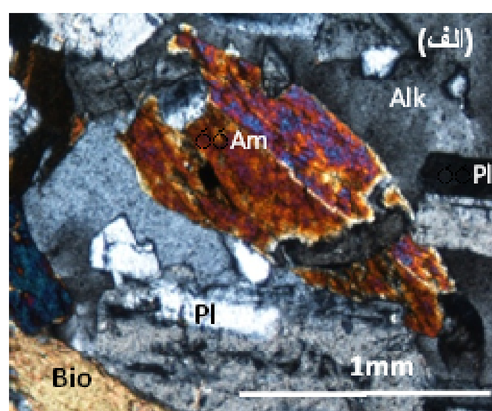


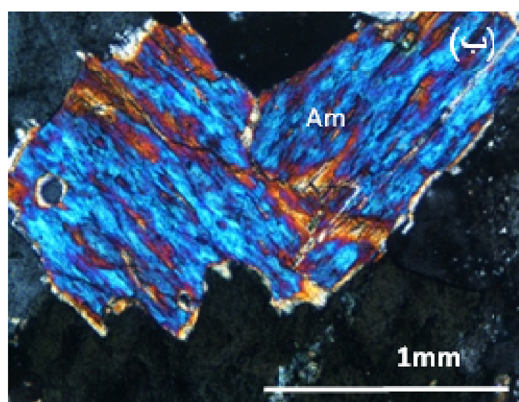

**شکل ۳** بلور دوتایی پریکلین در پلاژیوکلاز.




**شکل ۴** دگرسانی در مرکز کانی پلاژیوکلاز (الف) و دگرسانی در حاشیه‌ی کانی پلاژیوکلاز (ب).




**شکل ۵** هورنبلند با بلور دوتائی (الف) و با ماکل ضربدر (ب).

**دیوریت**

این ترکیب از نظر حجمی، تقریباً فراوان و در بیشتر مناطق بخصوص قسمت‌های میانی توده یافت می‌شوند. از نظر ریخت-شناسی تفاوت ظاهری با بقیه‌ی توده ندارند و دارای مرز تدریجی هستند که می‌تواند نشان دهنده‌ی جدایش سنگ‌های منطقه‌ی مورد نظر از یک خاستگاه مشترک باشد که حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و گاه پیروکسن است. بافت شاخص دیوریت‌های منطقه دانه‌ای است.

پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها به‌صورت ریز دانه تا درشت دیده می‌شود. بیشتر به‌صورت نیمه شکل‌دار و دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی سنتتیک هستند. با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۲۰ تا ۳۰ درجه، معمولاً ترکیبشان از لابرادور تا آندزین تغییر می‌کند. پدیده‌ی سوسوریتی شدن نیز در پلاژیوکلازها یافت می‌شود. گاه در مرکز بلور و گاه در حاشیه دستخوش دگرسانی شده‌اند. بندرت دارای پدیده منطقه‌بندی هستند. این کانی تا ۵۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد.

پتاسیم فلدسپار حداکثر ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. و عموماً از نوع کانی‌های بی‌شکل ارتوکلاز با سطح ابری (دگرسانی رسی) است.

آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها، معمولاً سبز تا قهوه‌ای است. کانی نیمه‌شکل تا بی‌شکل با طول ۲ تا ۴ میلی متر و فراوانی حدود ۲۰٪ تا ۳۰٪ هستند. گاه در آمفیبول‌های موجود ماکل‌های چندتایی و گاه ساده مشاهده می‌شود. آمفیبول‌ها به‌طور موضعی به بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها، در نتیجه‌ی کاهش فشار و مقدار $H_2O$ زیاد، با گدازه واکنش داده و بیوتیت‌های گسترده‌ای در اطراف بلور ایجاد می‌کند. به طوری که این بیوتیت‌ها فقط در اطراف آمفیبول‌ها بوده و آن‌ها را در بر می‌گیرند [۱۶].

دو نوع بیوتیت تشخیص داده شدند؛ بیوتیت‌های اولیه که به‌صورت خودشکل تا نیمه‌شکل، متوسط بلور و مستقل از کانی‌های مافیک، که در کنار آن‌ها دیده نمی‌شوند و بیوتیت-های ثانویه به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل، که از دگرسانی آمفیبول‌ها به‌وجود آمده و حتی در برخی موارد ادخال‌هایی از آن‌ها را به همراه دارند (شکل ۶). بیوتیت‌ها، قهوه‌ای و قهوه‌ای مایل به سبز با اندازه‌ی متوسط ۲ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۵٪ تا ۱۰٪ دیده می‌شوند. بعضی بیوتیت‌ها به‌صورت موضعی کلریتی شده‌اند.

ارتوپیروکسن (هیپرستن) با خاموشی مستقیم و در نور مضاعف با رنگ صورتی تا سبز کم رنگ در این سنگ‌ها به مقدار کم یافت می‌شود. بعضی پیروکسن‌ها با ماهیت و ویژگی-های نوری کلینوپیروکسن، به آمفیبول تبدیل شده‌اند و آثار کمی از خود بجا گذاشته‌اند (شکل ۷). وجود هر دو پیروکسن به مقدار کم، در این سنگ‌ها به علت جدایش دیوریت از دیوریت گابرو منطقه‌ی حاوی هر دو پیروکسن فراوان است. وجود ارتوپیروکسن (هیپرستن) در سنگ‌های منطقه تاکیدی بر ماهیت کلسیمی - قلیایی آن‌ها دارد [۱۷].

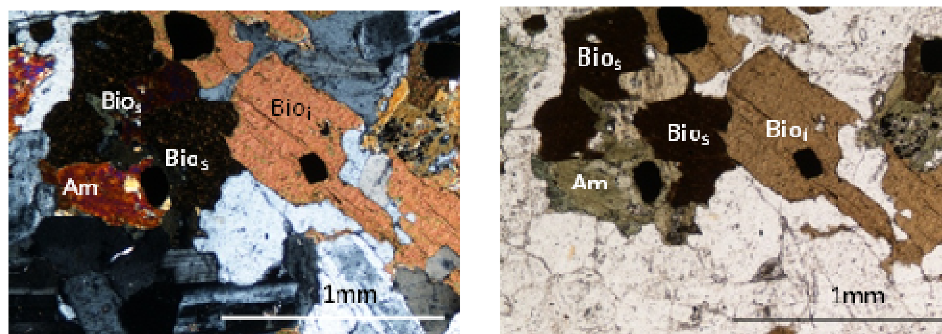
کوارتزها با فراوانی حداکثر ۵ درصد، فضای بین پلاژیوکلازها را پرکرده‌اند، بی‌شکل‌اند و دارای خاموشی موجی هستند.

کانی‌های زیرکن، اسفن، کدر و به مقدار جزئی آپاتیت به-عنوان کانی‌های فرعی در سنگ یافت می‌شوند. اپیدوت، کلریت و سریسیت کانی‌های دگرسانی هستند که سریسیت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، کلریت حاصل دگرسانی بیوتیت، آمفیبول و اپیدوت حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. گاه آمفیبول و بیوتیت به اکسید آهن تبدیل شده‌اند، که می‌تواند به علت افزایش فوگاسیته اکسیژن همراه با کاهش فشار جانبی ماگما حین صعود باشد [۱۸].

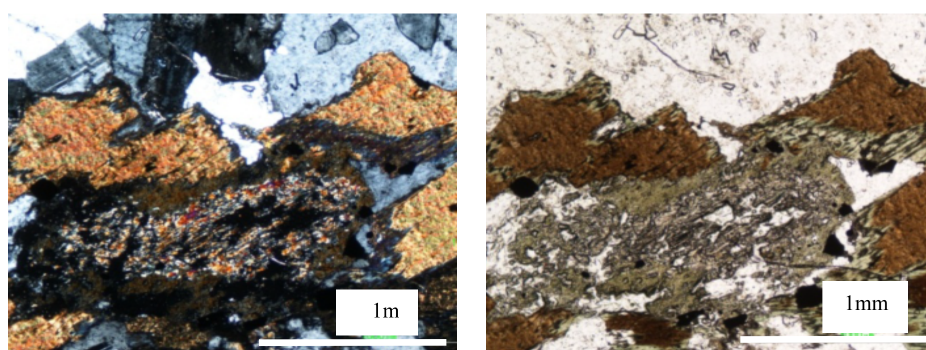
**تونالیت**

سنگ‌های منطقه با ترکیب تونالیت، با فراوانی بالا بیشتر در حاشیه‌ی شمال غربی و در غرب توده دیده می‌شوند، و با توده-ی گرانودیوریت مرز تدریجی دارند به‌طوری که در ظاهر توده تفاوت مشخصی مشاهده نمی‌شود. این سنگ‌ها بیشتر شامل کوارتز و پلاژیوکلاز سدیم می‌شوند که با بیوتیت و آمفیبول همراهند. بافت سنگ‌ها با این ترکیب در حاشیه‌ی توده به صورت پورفیری (شبیه بافت آتشفشانی) (شکل ۸، الف)، و در داخل توده به صورت دانه‌ای است (شکل ۸، ب). تونالیت‌های حاشیه‌ای با کوارتز فراوان به ندرت حاوی کلینوپیروکسن هستند که می‌تواند از سنگ میزبان به ارث رسیده باشد و به عبارتی، باقیمانده‌ی بخشی از سنگ‌های آتشفشانی است که در توده نفوذ کرده و هضم شده‌اند (شکل ۸، الف). اندازه‌ی دانه‌ها متغیر و کمتر از ۱ تا ۳ میلی‌متر است. تونالیت‌های حاشیه‌ای با بافت پورفیری و اندازه‌های متفاوت دانه‌ها، می‌تواند به علت سرد شدن سریع این سنگ‌ها در حاشیه توده باشد.

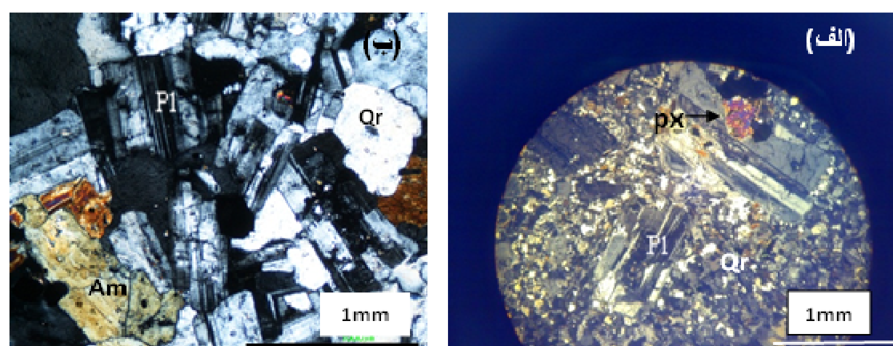
پلاژیوکلازها خود شکل تا نیمه‌شکل بوده و درصد زیادی از سنگ‌ها را تشکیل می دهند. اکثر آن‌ها شامل پلی سنتتیک و کارلسباد است و ماکل ساده در پلاژیوکلاز که شاهدی بر وجود سینوس است، مشاهده می‌شود (شکل ۹). دو کانی همجنس با هم رشد می‌کنند و با توجه به روابط بلورشناسی غالباً یک بخش تصویر آینه‌ای بخش دیگر در عرض یک سطح است. ماکل‌های ساده فقط دو بلور را به هم وصل می‌کنند و ماکل-های پلی‌سنتتیک همرشدی بلورهای متعدد در راستاهای بلورها هستند[۱۳].



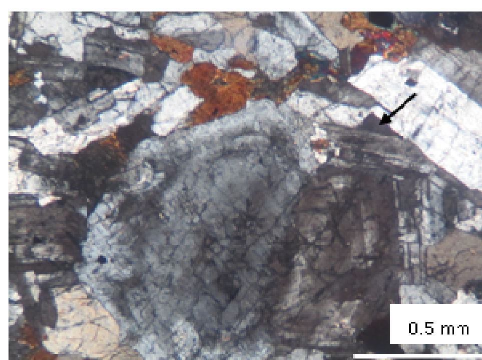

**شکل ۶** وجود بیوتیت اولیه ($Bio_i$) و بیوتیت ثانویه ($Bio_s$) در گرانیتوئید منطقه، (عکس سمت راست در نور PPL و سمت چپ در نور XPL).




**شکل ۷** کانی پیروکسن در مرکز تصویر که در پیرامون به آمفیبول و سپس به بیوتیت تبدیل شده است. شکل سمت راست (ppl) و سمت چپ (xpl).




**شکل ۸** تونالیت در مرکز (الف) و حاشیه توده (ب).




**شکل ۹** بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی که به وسیله سینوس به‌هم وصل شده‌اند.

[۱۹] معتقد است که ماکل‌های ساده ممکن است به‌وسیله سینوس یا شناور شدن دو بلور همراه هم در ماگما و وصل شدن آن‌ها در یک جهت ماکلی گسترش یابند. این نظریه بر اساس این بنا شده است که سطح ترکیب (۰۱۰) برای ارتباط آلبیت و کارلسباد یک سطح بلوری اصلی در فلدسپات‌هاست، بنابراین یک سطح اتصال احتمالی به شمار می‌رود. اما به عقیده‌ی [۲۰] ممکن است الگوهای منطقه‌بندی مستقل، حاصل برش مایل در بلورهای با منطقه بندی ساده یا ماکل‌های حاصل از منطقه‌بندی اپی تاکسیال یک بلور روی بلور دیگر باشندکه گاه منطقه‌بندی این کانی‌ها دیده می‌شوند.

در برخی از پلاژیوکلازها ادخال‌هایی از انواع کانی‌ها وجود دارند. گاه در حاشیه‌های بافت شبه غربالی (Sieve-Like texture) که همان بافت واکنشی است، ایجاد شده است. زاویه خاموشی پلاژیوکلازها ۱۹ تا ۲۸ درجه است، و با توجه به نمودار میشل لوی ترکیب آن‌ها در حد الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرد.

دانه‌های کوارتز از فراوانی نسبتاً زیادی برخوردارند و بیشتر بی شکل بوده و دارای اندازه‌هایی کمتر از ۱ تا ۲ میلی مترند. اندازه‌ی دانه‌های کوارتز در تونالیت‌های حاشیه‌ای و داخلی توده، متفاوت است که نتیجه تفاوت در سرعت سرد شدن است (شکل ۸).

فلدسپارهای پتاسیم بیشتر ریز بلور و بی‌شکل بوده و کمتر حالت پرتیتی از خود نشان می‌دهند.

آمفیبول‌ها در نمونه‌های سنگی حدود ۱۰ تا۲۰ درصد را تشکیل می‌دهند، و دارای بلوری دوتایی و نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. برخی آمفیبول‌ها دارای حواشی انحلالی هستند و گاه به کلریت، اپیدوت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز در کنار آمفیبول‌ها حدود ۱۰ تا ۲۰٪ وجود دارند. و به‌طور جزئی به کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند.

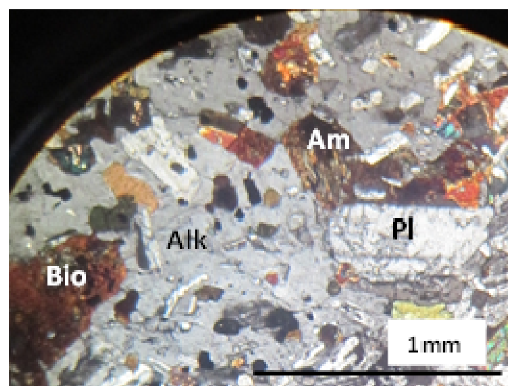
عدم مشاهده یا کمبود بافت گرانوفیری و فراوانی کانی‌های آبدار، نشانگر تبلور در شرایط آبدار است.

**گرانیت**

این ترکیب بیشتر در قسمت شرق و شمال شرقی منطقه دیده می‌شود. از نظر ضریب رنگینی در حد هلولوکرات تا مزوکرات است. کانی‌های صورتی رنگ ارتوکلاز به روشنی دیده می‌شوند. سطح هوازدگی شبیه به دیگر سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، خاکستری تیره است. مرز بین این سنگ‌ها با توده‌های مجاورشان تدریجی است. بافت غالب در این سنگ‌ها گرانوپورفیری تا دانه‌ای است. بافت ریزدانه ای نیز به‌صورت محلی دیده می‌شود. کانی‌های مهم آن، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و به مقدار کمتر آمفیبول است.

بیشتر پلاژیوکلازها، خودشکل تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌ی حدود ۱ تا ۳ میلی متر دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها براساس زاویه‌ی خاموشی ۱۵ تا ۲۰ درجه، می‌توانند دارای ترکیبی در حد آلبیت-الیگوکلاز باشند. ماکل‌های مهم در این کانی، شامل پلی‌سنتتیک و کارلسباد – آلبیت است. منطقه‌بندی نوسانی در بعضی از پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. این کانی حدود ۳۰٪ تا ۳۵ ٪ حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. بعضی از پلاژیوکلازها، دارای بخش‌های تحلیل‌یافته بوده و گاهی در مرکز به سریسیت دگرسان شده‌اند.

پتاسیم فلدسپار با اندازه‌های ۲ تا ۴ میلیمتر دیده می‌شود. بیشتر از نوع ارتوکلاز با سطح ابری و به ندرت میکروکلین با ماکل مشبک، فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند و در بعضی نمونه‌ها به‌صورت موضعی، بافت پوئی کیلیتیک را به‌وجود آورده و بیوتیت، آمفیبول و حتی پلاژیوکلاز را به‌صورت ادخال درون خود جای داده‌اند (شکل ۱۰).




**شکل ۱۰** بافت پوئیکلیتیک در گرانیت منطقه‌ی لاله‌زار. کانی‌های ریزپلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت به‌صورت ادخال درون فلدسپار قلیایی قرار دارند.

در بعضی از بلورها، ردی از کارلسباد به خوبی دیده می‌شود. این کانی‌ها حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بلورهای فلدسپار قلیایی گاهی بافت ریزدانه‌ای و پرتیتی نشان می‌دهند.

دانه‌های کوارتز با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی این نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند و بیشتر بی‌شکل بوده و حواشی آن‌ها تا حدودی نامنظم است.

در این نمونه‌های سنگی، بیوتیت و آمفیبول جزء کانی‌های تیره هستند. بیوتیت‌ها نسبت به آمفیبول‌ها از فراوانی بیشتری برخوردارند و به‌صورت نیمه شکل‌دار و متوسط بلورند. گاه بافت پوئی کیلیتیک از خود نشان می‌دهند. از طرفی، بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها به مقدار کمی به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

کانی‌های فرومنیزین آن‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها کم‌تر و ریز بلورترند. زیرکن، اسفن، آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن به‌صورت فراورده‌های دگرسان در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت‌های گرانوفیری و پرتیت در این سنگ‌ها وجود دارند (شکل ۱۱). اغلب گرانیت‌ها حاوی بلورهای کوارتز و دو فلدسپات هستند که به طور جداگانه رشد کرده‌اند و این، نتیجه‌ی رشد آرام تقریباً تعادلی در فشار آب بسیار بالاست، یعنی بالابودن فشار آب مانع به‌وجود آمدن محلول جامد در فلدسپات‌های قلیایی می‌شود. ولی گرانیت‌هایی در نزدیک سطح زمین جایگزین شده و سریع‌تر و در فشار آب پایین‌تر متبلور می‌شوند، بنابراین در فلدسپات‌های قلیایی آن‌ها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و یک فلدسپات متبلور می‌شود. اگر مواد فرار از صحنه‌ی عمل خارج شوند، منحنی‌های لیکیدوس/ سولیدوس بالا می‌روند و عمل سرد شدن به‌طور نسبتاً سریعی صورت می‌گیرد. در چنین شرایطی، بلورها به‌طور جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات قلیایی موجب پدید آمدن همرشدی ریزدانه ای می‌شود. غالباً همرشدی‌های ریزدانه‌ای بر روی فنوکریست‌هایی که از قبل وجود داشته‌اند و حاصل سرد شدن آرام و یا تبلور پیش از اوتکتیک هستند، تشکیل می‌شوند. این همرشدی، به‌صورت ذرات شعاعی یا شاخه شاخه‌ی کوارتز در یک تک بلور فلدسپات است [۱۳].

به‌عبارتی، پس از کاهش فشارآب، بافت‌های پرتیتی در فلدسپارها و ریز دانه‌ای بین کوارتز و فلدسپارقلیایی ایجاد می‌شود (گرانیت هیپرسولووس) (شکل ۱۱).

**دیوریت گابرو**

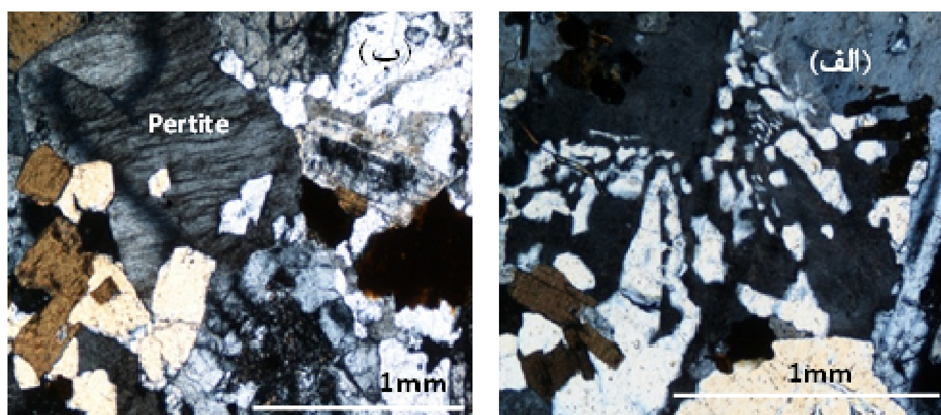
این ترکیب سنگی کمترین حجم را بین سنگ‌های منطقه دارد. در غرب منطقه و نزدیک به روستای چهرن، توده‌ای با ظاهری تیره‌تر مشاهده می‌شود که حاوی کانی‌های مهم پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره پیروکسن و آمفیبول است که گاه دگرسان شده‌اند. این گابروها احتمالاً پیش قراول جایگزینی گرانیت لاله‌زار هستند.

پلاژیوکلاز به‌صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل عموماً دارای ماکل‌هایی از کارلسباد و پلی سنتتیک هستند، و معمولاً دارای ترکیبی در حد لابرادور تا آندزین با زاویه‌ی خاموشی ۲۰ تا ۳۵ درجه هستند. پدیده سریسیتی شدن نیز در پلاژیوکلازها یافت می‌شود. بندرت پلاژیوکلازی دارای پدیده منطقه‌بندی است. این کانی به اندازه‌ای در حدود ۱ تا ۳ میلیمتر تقریباً ۶۰ ٪ از سنگ را تشکیل می‌دهد.

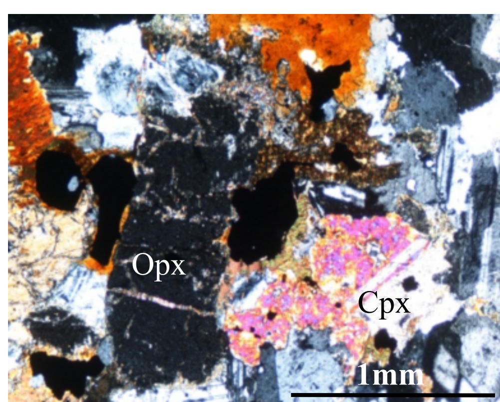
آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار با اندازه‌ی ۲ تا ۳ میلی متر و گاه دارای ماکل ساده هستند. آمفیبول‌ها به‌صورت موضعی به بیوتیت تبدیل شده‌اند و در بعضی به‌صورت پوئیکلیتیک دربرگیرنده‌ی کانی‌های کدر هستند.

پیروکسن نیز از مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها و به اندازه‌ای در حدود ۱ تا ۲ میلیمتر است. کلینوپیروکسن با خاموشی مایل و در نور مضاعف به رنگ سبز تا ارغوانی و ارتوپیروکسن از نوع هیپرستن با خاموشی مستقیم و به‌رنگ صورتی تا سبز ملایم در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۱۲). برخی پیروکسن‌ها اورالیتی شده و به آمفیبول تبدیل شده‌اند. پیروکسن همراه با آمفیبول با فراوانی حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد دیده می‌شود.

بیوتیت به‌صورت صفحه‌ای، بی‌شکل و با فراوانی حدود ۵٪ دیده می‌شود. کانی‌های زیرکن، اسفن و کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی در سنگ یافت می‌شوند. پدیده‌ی سوسوریتی (کانی‌های سریسیت، اپیدوت، اورالیت) مشاهده می‌شود. بافت شاخص گابروهای منطقه، دانه‌ای تا ساب افیتیک است.




**شکل ۱۱** بافت گرانوفیر (الف) و پرتیت (ب) در گرانیت منطقه.




**شکل۱۲** کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در گابرودیوریت منطقه.

**تورمالین‌زائی**

در گرانیتوئیدها، آپلیت‌ها و رگه‌های پنوماتولیتی منطقه لاله‌زار جنوب بردسیر مراحل مختلف تورمالینی شدن در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی قابل بررسی است. این کانی‌ها به اندازه‌های متوسط تا خيلي درشت، بی‌شکل تا شکل‌دار دیده می‌شوند. تورمالین‌زایی در آپلیت‌ها اغلب منجر به تشکیل نودول‌های سرشار از تورمالین (cocards) شده است. احتمالاً در اثر تفريق گازي (پنوماتوليتي) در سيالات سيليسي سرشار از بور در مراحل نهايي تبلور، تورمالين‌زايي به‌صورت زايش گرهک‌هاي سرشار از تورمالين رخ داده است. رگه‌های کوارتز- تورمالین از جمله پدیده‌های زمین‌شناسی دیگری است که در سنگ‌های منطقه به فراوانی یافت می‌شوند (شکل ۱۳).

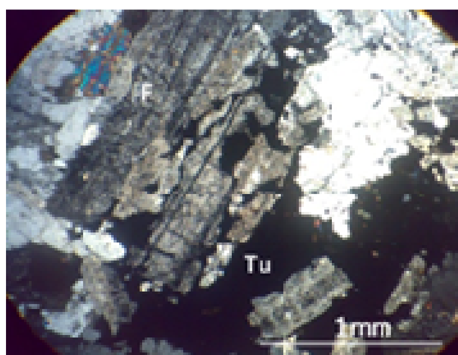
از نمونه‌های سنگ‌های منطقه، می‌توان به تونالیت‌هایی اشاره کرد که در آن‌ها کانی تورمالین به‌صورت درهم رشدی با فلدسپات‌ها پیدا می‌شود که عمل تورمالینی شدن مسبب آن بوده است. عامل اصلی این تورمالین‌زایی تأثیر بخارهای داغ غنی از بور روی سنگ‌های داغ در مرحله‌ی پنوماتولیتی بوده است که سبب تبدیل کانی‌های سیلیکات آلومینیم نظیر فلدسپات‌ها به تورمالین شده است[۲۱] این فرآیند از کناره‌ها، شکستگی‌ها و نقاط ضعف شبکه فلدسپات‌ها (مانند سطوح رخ و ماکل) شروع شده و به قسمت‌های دیگر بلورهای یاد شده گسترش یافته است (شکل ۱۴). تورمالین به‌عنوان یک کانی پایانی در مراحل حدواسط از شرایط پایانی خط انجماد (گرمابی- ماگمایی)، معمولاً روی کانی فلدسپار و یا به شکل درون شبکه‌ای با کوارتز و فلدسپار یا رگچه های بسیار ریز و دانه‌ای، متبلور می‌شود [۲۳،۲۲].

دوشکستگی و برجستگی نسبت مستقیم با آهن دارند [۲۴]، تورمالین‌های موجود در سنگ‌های منطقه غالباً دارای رنگ‌های تداخلی تا نظام سوم را نشان می‌دهند و در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند که می‌توان گفت نزدیک به قطب شورلیت (Schorl) یا سرشار از آهن به شمار می‌آیند.

در حاشیه‌ی شرقی و شمال شرقی توده‌ی مورد نظر، تورمالین‌ها به صورت شعاعی یا خورشیدی (luxullianite) درون گرانیتوئید دیده می‌شوند (شکل۱۵. الف).



**شکل۱۳** رگه‌های کوارتز-تورمالین.



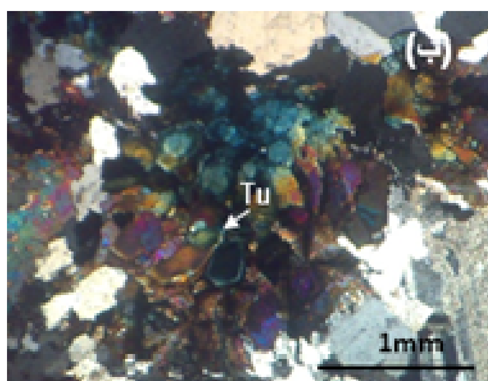

**شکل ۱۴** تورمالین‌زائی در نقاط ضعف شبکه‌ی فلدسپات.

منطقه‌بندی نسبتاً ضعیفی در تورمالین‌های خورشیدی دیده می‌شود که می‌تواند به خاستگاه گرمابی این تورمالین‌ها وابسته باشد (شکل ۱۵ ب) و بیانگر تغییرات تعادل سیال-بلور ناشی از تغییرات دما، فشار و ترکیب سیال، و یا شرایط رشد غیر تعادلی تورمالین باشد که در سیستم‌های شیمیائی باز تشکیل شده‌اند. [۲۲]. در این مورد احتمال دارد Mg بالاتری نسبت به انواع ماگمایی داشته و از نوع محلول جامد شورل-دراویت باشند.

**ژئوشیمی**

به‌منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد نظر، از نتایج تجزیه شیمیائی ۲۸ نمونه از توده‌ی نفوذی (تجزیه‌ی شیمیایی ICP-MS. کمپانی Acme- کانادا) استفاده شده است (جدول ۱).




**شکل ۱۵** کانی‌های شعاعی تورمالین (الف)، کانی تورمالین با پدیده‌ی منطقه بندی (ب).

**جدول ۱** نتایج تجزیه شیمیائی از توده‌ی گرانیتوئید لاله زار (تجزیه شیمیایی ICP-MS. کمپانی Acme- کانادا). ترکیبات عناصر اصلی (wt%)، عناصر نادر و خاکی نادر (ppm).

| شماره نمونه | 3-ln-4 | 3-ln-11 | 6-ln-8 | 8-ln-8 | 14-ln-17 | 18-ln-29 | 23-ln-13 | 23-ln-14 | 2-ln-12 | 22-ln-14 | 23-ln-9 | 5-ln-1 | 5-ln-7 | 12-ln-12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نام سنگ | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | تونالیت | دیوریت | دیوریت |
| $SiO_2$ | ۶۲٫۵۸ | ۶۲٫۸۴ | ۶۲٫۶۲ | ۶۵٫۶۲ | ۶۵٫۴۴ | ۶۲٫۴۷ | ۶۳٫۹ | ۶۲٫۷۲ | ۶۱٫۳۴ | ۶۱٫۶ | ۶۲٫۶۴ | ۶۱٫۵۹ | ۶۱٫۰۳ | ۵۹٫۴۶ |
| $Al_2O_3$ | ۱۵٫۹۸ | ۱۶٫۰۲ | ۱۶٫۳۱ | ۱۵٫۲۸ | ۱۵٫۸۷ | ۱۶٫۵۳ | ۱۶٫۰۶ | ۱۵٫۹۸ | ۱۶٫۳۴ | ۱۶٫۹۸ | ۱۶٫۱۱ | ۱۶٫۴۶ | ۱۶٫۹۲ | ۱۶٫۷۶ |
| $Fe_2O_3$ | ۶٫۲۱ | ۶٫۰۳ | ۵٫۸۵ | ۴٫۰۶ | ۴٫۴۵ | ۵٫۶۴ | ۵٫۱۶ | ۵٫۶۱ | ۶٫۴۴ | ۶٫۰۲ | ۵٫۹۵ | ۶٫۳۱ | ۶٫۳۳ | ۷٫۰۶ |
| MgO | ۲٫۵۷ | ۲٫۶۳ | ۲٫۵۱ | ۱٫۹۹ | ۲٫۰۴ | ۲٫۷۲ | ۲٫۳۲ | ۲٫۴۴ | ۲٫۹ | ۲٫۷۸ | ۲٫۷۲ | ۲٫۸ | ۲٫۹۳ | ۳٫۳۴ |
| CaO | ۵٫۲۸ | ۵٫۱۴ | ۵٫۳۴ | ۴٫۰۵ | ۵٫۱۹ | ۵٫۳۵ | ۴٫۸۹ | ۵٫۰۹ | ۵٫۶۱ | ۵٫۷۹ | ۵٫۰۸ | ۵٫۷۱ | ۶٫۱۵ | ۶٫۲۸ |
| $Na_2O$ | ۳ | ۲٫۹۸ | ۳٫۱۶ | ۳٫۳۵ | ۳٫۴۳ | ۳٫۱۴ | ۳٫۰۳ | ۳٫۱۳ | ۳٫۰۲ | ۳٫۳ | ۲٫۹۸ | ۳٫۰۴ | ۳٫۱ | ۳٫۰۵ |
| $K_2O$ | ۲٫۴۵ | ۲٫۴۶ | ۲٫۷۱ | ۳٫۴۱ | ۱٫۹۹ | ۲٫۷ | ۳٫۰۱ | ۲٫۹۲ | ۲٫۴۳ | ۱٫۷۹ | ۲٫۸۴ | ۲٫۲۲ | ۱٫۸۱ | ۲٫۲۶ |
| $TiO_2$ | ۰٫۶۳ | ۰٫۶۲ | ۰٫۶۱ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۴ | ۰٫۵۱ | ۰٫۵۵ | ۰٫۵۷ | ۰٫۶۴ | ۰٫۴۸ | ۰٫۵۸ | ۰٫۶۱ | ۰٫۶ | ۰٫۷۲ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۵ |
| MnO | ۰٫۱۱ | ۰٫۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۲ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۵ |
| Ni | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ |
| Sc | ۱۶ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۰ | ۱۱ | ۱۳ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۸ | ۱۳ | ۱۵ | ۱۸ | ۱۵ | ۲۰ |
| LOI | ۰٫۹ | ۰٫۹ | ۰٫۵ | ۱٫۵ | ۰٫۷ | ۰٫۶ | ۰٫۷ | ۱٫۱ | ۰٫۹ | ۰٫۹ | ۰٫۷ | ۰٫۹ | ۰٫۷ | ۰٫۶ |
| Sum | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۴ | ۹۹٫۸۱ | ۹۹٫۸۳ | ۹۹٫۸۱ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۳ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۳ | ۹۹٫۸۳ | ۹۹٫۸۳ |
| Ba | ۳۴۲ | ۳۴۷ | ۳۱۵ | ۳۷۲ | ۴۹۱ | ۳۴۴ | ۳۹۷ | ۳۷۴ | ۳۲۷ | ۳۰۴ | ۳۷۷ | ۲۸۴ | ۳۲۵ | ۳۰۷ |
| Be | ۳ | <۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۲ | ۱ | <۱ | ۱ | ۲ | <۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Co | ۱۴٫۸ | ۱۴٫۱ | ۱۲٫۸ | ۸٫۸ | ۴٫۸ | ۱۴٫۱ | ۱۳٫۲ | ۱۴٫۱ | ۱۵٫۷ | ۱۴٫۸ | ۱۵٫۶ | ۱۴٫۳ | ۱۷٫۶ | ۱۹٫۳ |
| Cs | ۷ | ۶ | ۹٫۴ | ۴٫۶ | ۱٫۷ | ۹٫۵ | ۶٫۷ | ۷٫۳ | ۸٫۱ | ۷ | ۵٫۵ | ۵٫۴ | ۷٫۱ | ۶٫۱ |
| Ga | ۱۵٫۴ | ۱۶٫۶ | ۱۴٫۱ | ۱۳٫۵ | ۱۴٫۳ | ۱۵٫۸ | ۱۵٫۳ | ۱۴٫۶ | ۱۵٫۴ | ۱۶٫۱ | ۱۵٫۴ | ۱۴٫۸ | ۱۷٫۱ | ۱۴٫۳ |
| Hf | ۳٫۸ | ۳٫۹ | ۴٫۵ | ۴٫۲ | ۳٫۷ | ۴٫۱ | ۴٫۹ | ۴٫۹ | ۴٫۴ | ۲٫۱ | ۵ | ۳٫۲ | ۲٫۸ | ۳٫۵ |
| Nb | ۶٫۲ | ۵٫۳ | ۴٫۷ | ۵٫۲ | ۳٫۹ | ۴٫۸ | ۴٫۷ | ۵ | ۴٫۴ | ۳ | ۴٫۵ | ۴٫۵ | ۴٫۳ | ۳٫۵ |
| Rb | ۱۰۳٫۶ | ۱۱۴٫۸ | ۱۰۷٫۹ | ۱۱۷٫۵ | ۳۵ | ۱۱۲٫۶ | ۱۲۹٫۵ | ۱۲۹٫۱ | ۱۰۴٫۵ | ۵۷٫۴ | ۱۱۷٫۶ | ۹۰٫۴ | ۷۲٫۷ | ۸۷٫۶ |
| Sn | ۱ | ۲ | ۱ | ۲ | <۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | <۱ | ۲ | ۱ | ۲ |
| Sr | ۲۷۱٫۵ | ۲۸۷٫۱ | ۳۰۲٫۸ | ۲۵۲٫۸ | ۳۸۷٫۹ | ۳۱۹٫۱ | ۳۱۴٫۱ | ۳۲۰٫۷ | ۳۰۸٫۷ | ۴۱۲٫۷ | ۲۹۴٫۷ | ۲۸۸ | ۳۶۸٫۴ | ۲۹۸٫۲ |
| Ta | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۳ | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۵ | ۰٫۴ | ۰٫۳ | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۳ | ۰٫۳ | ۰٫۳ |
| Th | ۶٫۶ | ۷٫۴ | ۹٫۹ | ۱۴٫۷ | ۵٫۸ | ۱۰٫۲ | ۹٫۹ | ۱۲٫۹ | ۶٫۹ | ۳٫۷ | ۸٫۶ | ۱۰٫۱ | ۵٫۴ | ۵٫۷ |
| U | ۱٫۷ | ۲٫۳ | ۲٫۲ | ۳٫۳ | ۰٫۸ | ۲٫۷ | ۲٫۴ | ۳٫۱ | ۱٫۷ | ۰٫۸ | ۲٫۱ | ۱٫۸ | ۱٫۲ | ۱٫۳ |
| V | ۱۴۶ | ۱۳۲ | ۱۱۶ | ۸۲ | ۹۳ | ۱۰۹ | ۱۱۷ | ۱۱۸ | ۱۵۱ | ۱۲۶ | ۱۲۱ | ۱۴۳ | ۱۴۷ | ۱۶۰ |
| W | ۱٫۳ | ۲ | ۳٫۳ | ۱٫۶ | ۰٫۷ | ۲ | ۰٫۹ | ۰٫۹ | ۲٫۸ | ۲٫۱ | ۱٫۲ | ۴٫۱ | ۳٫۳ | ۰٫۷ |
| Zr | ۱۳۰ | ۱۴۵٫۵ | ۱۰۷٫۲ | ۱۵۸ | ۱۱۸٫۹ | ۱۲۴٫۵ | ۱۶۷٫۶ | ۱۷۵٫۲ | ۱۴۴٫۲ | ۸۲٫۶ | ۱۶۷٫۷ | ۱۰۲٫۵ | ۹۰٫۱ | ۱۲۰٫۷ |
| Y | ۱۸٫۶ | ۱۹٫۴ | ۲۲٫۹ | ۱۹٫۴ | ۱۳٫۲ | ۱۶٫۵ | ۲۱٫۳ | ۱۸٫۲ | ۲۲٫۹ | ۱۵٫۳ | ۲۱٫۴ | ۱۸ | ۱۶٫۵ | ۲۰٫۳ |
| La | ۱۴٫۳ | ۱۳٫۴ | ۱۶٫۴ | ۱۹٫۵ | ۶٫۸ | ۱۷٫۲ | ۱۴٫۸ | ۱۷ | ۱۴٫۵ | ۱۱٫۷ | ۱۵٫۳ | ۱۶ | ۱۱٫۹ | ۱۳ |
| Ce | ۲۷٫۷ | ۲۸ | ۳۴٫۱ | ۳۹٫۵ | ۱۳٫۶ | ۳۳٫۹ | ۳۲٫۷ | ۳۵ | ۳۲٫۳ | ۲۱٫۹ | ۳۲٫۶ | ۳۰٫۱ | ۲۴٫۴ | ۲۶٫۳ |
| Pr | ۳٫۵۵ | ۳٫۴۳ | ۴٫۲۷ | ۴٫۷۲ | ۱٫۷۱ | ۳٫۹۹ | ۴٫۰۲ | ۴٫۲۷ | ۳٫۸ | ۲٫۸۱ | ۳٫۹۳ | ۳٫۶ | ۳٫۰۸ | ۳٫۵۲ |
| Nd | ۱۴ | ۱۴٫۹ | ۱۶٫۸ | ۱۹٫۱ | ۷٫۶ | ۱۴٫۷ | ۱۶٫۴ | ۱۶٫۲ | ۱۵٫۵ | ۱۱٫۴ | ۱۵٫۴ | ۱۴٫۴ | ۱۳٫۶ | ۱۴٫۳ |
| Sm | ۳٫۰۸ | ۳٫۱۶ | ۳٫۶ | ۳٫۴۷ | ۱٫۸۷ | ۳٫۲۲ | ۳٫۸۲ | ۳٫۳۹ | ۳٫۵۱ | ۲٫۴۷ | ۳٫۳۹ | ۳٫۰۸ | ۲٫۸۱ | ۳٫۳ |
| Eu | ۰٫۷۷ | ۰٫۷۲ | ۰٫۸۱ | ۰٫۶۹ | ۰٫۶۵ | ۰٫۷۷ | ۰٫۷۹ | ۰٫۷۷ | ۰٫۸۳ | ۰٫۷۶ | ۰٫۷۸ | ۰٫۷۲ | ۰٫۸۷ | ۰٫۷۴ |
| Gd | ۳٫۶۵ | ۳٫۳۷ | ۳٫۹۹ | ۳٫۶۴ | ۲٫۱۶ | ۳٫۳۱ | ۳٫۷۲ | ۳٫۳۸ | ۳٫۹۶ | ۲٫۶۷ | ۳٫۶۶ | ۳٫۳۸ | ۲٫۹۶ | ۳٫۷۳ |
| Tb | ۰٫۵۵ | ۰٫۵۴ | ۰٫۶۲ | ۰٫۵۳ | ۰٫۳۴ | ۰٫۵۱ | ۰٫۶ | ۰٫۵۲ | ۰٫۶۴ | ۰٫۴۵ | ۰٫۶ | ۰٫۵۲ | ۰٫۴۶ | ۰٫۵۶ |
| Dy | ۳٫۷۱ | ۳٫۴۳ | ۴٫۰۵ | ۳٫۵۲ | ۲٫۲۴ | ۳٫۳۲ | ۴٫۰۶ | ۳٫۱۲ | ۳٫۶۳ | ۲٫۶۵ | ۳٫۷۳ | ۳٫۳۵ | ۲٫۸۵ | ۳٫۹۲ |
| Ho | ۰٫۷ | ۰٫۶۷ | ۰٫۷۷ | ۰٫۷۲ | ۰٫۴۸ | ۰٫۷ | ۰٫۸۵ | ۰٫۶۸ | ۰٫۸۶ | ۰٫۵۴ | ۰٫۸۱ | ۰٫۷ | ۰٫۶۳ | ۰٫۷۹ |
| Er | ۲٫۱۳ | ۲٫۰۶ | ۲٫۴۲ | ۲٫۱۲ | ۱٫۳۹ | ۲٫۰۳ | ۲٫۳۹ | ۲ | ۲٫۵۲ | ۱٫۷۲ | ۲٫۳۴ | ۲٫۰۵ | ۱٫۸۶ | ۲٫۱۹ |
| Tm | ۰٫۳۳ | ۰٫۲۹ | ۰٫۳۵ | ۰٫۳۳ | ۰٫۲۳ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۵ | ۰٫۲۹ | ۰٫۳۹ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۲ | ۰٫۲۹ | ۰٫۳۳ |
| Yb | ۲٫۱۷ | ۲٫۰۴ | ۲٫۴۴ | ۲٫۳۲ | ۱٫۵۸ | ۱٫۹۶ | ۲٫۴۴ | ۲٫۰۱ | ۲٫۴۷ | ۱٫۷۹ | ۲٫۲۳ | ۲٫۰۴ | ۱٫۷۱ | ۲٫۰۵ |
| Lu | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۶ | ۰٫۳۳ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۷ | ۰٫۲۸ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳ | ۰٫۳۶ |
| Mo | ۱٫۶ | ۰٫۸ | ۰٫۶ | ۰٫۹ | ۰٫۵ | ۱٫۷ | ۱ | ۰٫۴ | ۱٫۲ | ۰٫۷ | ۰٫۸ | ۱٫۴ | ۰٫۷ | ۰٫۹ |
| Cu | ۹۱٫۹ | ۶۶٫۳ | ۶۴٫۶ | ۵۳٫۵ | ۲۰٫۵ | ۹۴٫۵ | ۷۰ | ۳۵٫۵ | ۴۵٫۳ | ۵۷٫۱ | ۵۷٫۸ | ۷۱٫۴ | ۷۰٫۴ | ۶۲ |
| Pb | ۴٫۹ | ۳٫۱ | ۷٫۲ | ۶٫۹ | ۹٫۳ | ۷٫۴ | ۶٫۲ | ۶٫۶ | ۲ | ۶ | ۱۰٫۲ | ۱۱٫۳ | ۷ | ۵٫۳ |
| Zn | ۴۱ | ۳۵ | ۳۴ | ۱۰ | ۷۲ | ۲۹ | ۳۲ | ۳۱ | ۳۶ | ۴۱ | ۲۹ | ۶۶ | ۳۸ | ۳۱ |
| Ni | ۷٫۶ | ۹٫۸ | ۹٫۷ | ۶٫۹ | ۸٫۴ | ۱۱٫۵ | ۸٫۸ | ۱۰٫۳ | ۸٫۸ | ۸٫۳ | ۱۳٫۵ | ۷٫۴ | ۸٫۲ | ۱۱٫۷ |
| As | ۲٫۷ | ۳٫۴ | ۳٫۲ | ۸٫۴ | ۷٫۳ | ۳٫۷ | ۳ | ۲٫۵ | ۲٫۱ | ۴٫۴ | ۷٫۳ | ۲٫۷ | ۱٫۶ | ۳ |
| Au | ۱٫۱ | ۰٫۷ | ۰٫۸ | <۰٫۵ | ۰٫۷ | ۰٫۵ | ۴٫۸ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | ۱٫۴ | ۱٫۶ | ۰٫۶ | ۰٫۹ | ۱٫۳ |

**ادامه جدول ۱**

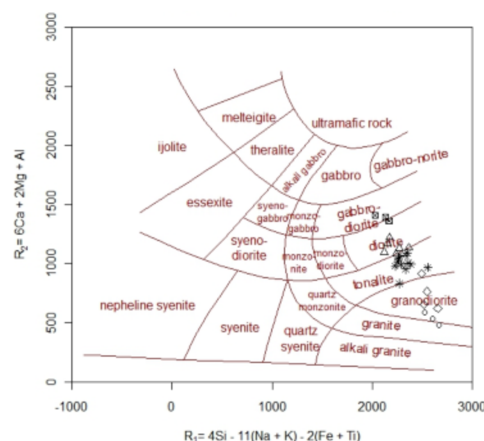
| | 14-ln-1 | 18-ln-23 | 18-ln-26 | 23-ln-6 | 7-ln-2 | 8-ln-9 | 21-ln-16 | 23-ln-2 | 7-ln-7 | 22-ln-3 | 6-ln-2 | 6-ln-3 | 17-ln-4 | 20-ln-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نام سنگ | دیوریت | دیوریت | دیوریت | دیوریت | گرانودیوریت | گرانودیوریت | گرانودیوریت | گرانودیوریت | گرانیت | گرانیت | گرانیت | گابرودیوریت | گابرودیوریت | گابرودیوریت |
| $SiO_2$ | ۵۸٫۶۸ | ۶۰٫۸۲ | ۵۹٫۹۳ | ۶۱٫۴۹ | ۶۸٫۹۶ | ۶۷٫۰۷ | ۶۵٫۴۷ | ۷۰٫۷۴ | ۷۲٫۷۸ | ۷۰٫۶ | ۷۰٫۲۹ | ۵۵٫۵۲ | ۵۵٫۸۸ | ۵۶٫۶۳ |
| $Al_2O_3$ | ۱۶٫۸۹ | ۱۶٫۷۸ | ۱۶٫۹۶ | ۱۶٫۵۴ | ۱۴٫۵ | ۱۵٫۲ | ۱۵٫۹ | ۱۴٫۱ | ۱۳٫۵۳ | ۱۳٫۸۷ | ۱۴٫۰۵ | ۱۸٫۱۳ | ۱۸٫۰۶ | ۱۸٫۱۸ |
| $Fe_2O_3$ | ۷٫۲۸ | ۶٫۶۴ | ۷٫۱ | ۵٫۹۷ | ۳٫۵۷ | ۴٫۲۶ | ۴٫۶۲ | ۳٫۳۳ | ۲٫۲۵ | ۲٫۹۷ | ۳٫۱ | ۷٫۵۸ | ۷٫۷۴ | ۷٫۶۶ |
| MgO | ۳٫۴۴ | ۳٫۰۴ | ۲٫۹۸ | ۲٫۹۱ | ۱٫۲۶ | ۱٫۶۲ | ۲٫۰۷ | ۱٫۱ | ۰٫۵۱ | ۰٫۹۴ | ۱٫۰۷ | ۴٫۲۳ | ۴٫۱۷ | ۳٫۷۴ |
| CaO | ۶٫۷۱ | ۶٫۰۸ | ۵٫۷۶ | ۵٫۷۵ | ۲٫۸۹ | ۳٫۶۱ | ۴٫۷۱ | ۲٫۷ | ۱٫۸ | ۲٫۰۱ | ۲٫۳۹ | ۷٫۸۹ | ۷٫۷۷ | ۷٫۶۷ |
| $Na_2O$ | ۳٫۱۵ | ۳٫۰۹ | ۳٫۲۸ | ۳٫۰۹ | ۲٫۸۸ | ۲٫۶۵ | ۳٫۳۶ | ۲٫۷۲ | ۲٫۷۷ | ۳٫۱۸ | ۲٫۷ | ۳٫۰۷ | ۳٫۰۹ | ۳٫۰۸ |
| $K_2O$ | ۱٫۷۸ | ۲٫۱۵ | ۲٫۲ | ۲٫۵۶ | ۴٫۰۹ | ۳٫۶۹ | ۲٫۳۶ | ۴٫۲۷ | ۴٫۸۶ | ۳٫۷۸ | ۴٫۷۶ | ۱٫۵۹ | ۱٫۲ | ۱٫۲۹ |
| $TiO_2$ | ۰٫۷۵ | ۰٫۶۶ | ۰٫۶۳ | ۰٫۵۸ | ۰٫۳۵ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴۱ | ۰٫۳۴ | ۰٫۲۳ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۶۸ | ۰٫۷۳ | ۰٫۶۸ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۱ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۷ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۳ |
| MnO | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۴ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۳ | <۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۳ |
| Ni | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | ۲۴ | <۲۰ | <۲۰ |
| Sc | ۲۰ | ۱۹ | ۱۶ | ۱۶ | ۷ | ۹ | ۱۱ | ۸ | ۴ | ۶ | ۷ | ۲۰ | ۲۳ | ۲۳ |
| LOI | ۰٫۹ | ۰٫۳ | ۰٫۷ | ۰٫۷ | ۱٫۲ | ۱٫۲ | ۰٫۷ | ۰٫۴ | ۱ | ۲ | ۱ | ۰٫۸ | ۰٫۹ | ۰٫۶ |
| Sum | ۹۹٫۸۳ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۱ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۴ | ۹۹٫۸۳ | ۹۹٫۸۴ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۵ | ۹۹٫۸۲ | ۹۹٫۸۴ | ۹۹٫۸۱ | ۹۹٫۸۴ | ۹۹٫۸۲ |
| Ba | ۲۶۷ | ۳۰۶ | ۲۹۵ | ۳۰۷ | ۳۹۱ | ۴۴۹ | ۳۷۴ | ۴۷۰ | ۵۰۵ | ۵۷۱ | ۴۶۷ | ۲۷۳ | ۲۰۶ | ۲۳۶ |
| Be | <۱ | <۱ | ۱ | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ | ۳ | ۲ | <۱ | ۱ | ۲ | ۱ |
| Co | ۱۷٫۶ | ۱۶٫۹ | ۱۲٫۶ | ۱۶٫۴ | ۹٫۴ | ۷ | ۹٫۱ | ۶٫۲ | ۲٫۵ | ۲٫۹ | ۵٫۵ | ۲۱٫۳ | ۱۶٫۷ | ۲۰٫۷ |
| Cs | ۴٫۱ | ۸٫۵ | ۵٫۱ | ۱۱٫۱ | ۹٫۵ | ۶٫۷ | ۳٫۱ | ۱۵٫۳ | ۱۱٫۴ | ۲٫۴ | ۱۰٫۷ | ۷٫۵ | ۳ | ۴٫۲ |
| Ga | ۱۵ | ۱۵٫۵ | ۱۵٫۲ | ۱۵٫۳ | ۱۳٫۳ | ۱۲ | ۱۳٫۳ | ۱۲٫۸ | ۱۱٫۷ | ۱۲٫۱ | ۱۲٫۳ | ۱۷٫۱ | ۱۶٫۶ | ۱۶٫۸ |
| Hf | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۶ | ۴٫۲ | ۴٫۱ | ۵٫۲ | ۳٫۲ | ۵٫۸ | ۵٫۵ | ۴٫۸ | ۵٫۶ | ۲٫۸ | ۲٫۵ | ۲٫۴ |
| Nb | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۸ | ۴٫۳ | ۵٫۲ | ۴ | ۴ | ۵٫۶ | ۵٫۳ | ۴٫۸ | ۵٫۴ | ۳٫۳ | ۳٫۵ | ۲٫۷ |
| Rb | ۶۵٫۱ | ۸۴٫۹ | ۸۷٫۲ | ۱۱۳٫۲ | ۱۹۳٫۱ | ۱۲۹٫۶ | ۶۲٫۹ | ۲۱۴٫۳ | ۲۳۵٫۹ | ۱۱۸٫۲ | ۲۲۵٫۹ | ۶۲ | ۵۱٫۹ | ۴۷٫۶ |
| Sn | ۱ | <۱ | <۱ | ۱ | ۲ | <۱ | <۱ | ۱ | ۲ | <۱ | ۱ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Sr | ۳۲۴٫۷ | ۳۲۱٫۷ | ۳۴۶٫۷ | ۳۲۱٫۹ | ۲۰۴ | ۲۳۸٫۷ | ۳۱۸٫۵ | ۱۸۶٫۱ | ۱۴۰ | ۲۲۹٫۲ | ۱۶۳٫۲ | ۴۸۳٫۲ | ۴۲۲٫۷ | ۴۱۶٫۳ |
| Ta | ۰٫۳ | ۰٫۳ | ۰٫۲ | ۰٫۴ | ۰٫۵ | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۶ | ۰٫۵ | ۰٫۶ | ۰٫۵ | ۰٫۳ | ۰٫۲ | ۰٫۲ |
| Th | ۵٫۵ | ۷٫۵ | ۵٫۵ | ۱۲٫۴ | ۲۲٫۲ | ۱۴٫۵ | ۵٫۵ | ۲۰٫۴ | ۲۲٫۶ | ۱۰٫۲ | ۱۶٫۵ | ۵ | ۴٫۱ | ۳٫۵ |
| U | ۰٫۸ | ۱٫۴ | ۱٫۴ | ۳ | ۵٫۶ | ۳٫۴ | ۱٫۲ | ۵٫۵ | ۵٫۴ | ۲٫۵ | ۴ | ۱٫۱ | ۰٫۹ | ۰٫۸ |
| V | ۱۶۳ | ۱۶۲ | ۱۴۵ | ۱۳۹ | ۵۸ | ۷۱ | ۷۹ | ۵۲ | ۲۴ | ۴۳ | ۴۶ | ۱۷۷ | ۱۸۹ | ۲۰۱ |
| W | ۰٫۸ | ۰٫۹ | ۰٫۵ | ۱٫۳ | ۰٫۷ | ۱٫۴ | ۱٫۲ | ۱٫۴ | ۲٫۸ | ۱٫۳ | ۱ | ۱ | ۰٫۶ | ۱٫۱ |
| Zr | ۱۰۵٫۳ | ۱۲۳٫۵ | ۱۱۷٫۲ | ۱۴۷٫۲ | ۱۳۴٫۲ | ۱۷۵٫۸ | ۱۰۹٫۴ | ۱۸۲٫۷ | ۱۶۵٫۷ | ۱۵۷٫۹ | ۱۸۲٫۴ | ۱۰۸٫۷ | ۸۵٫۴ | ۷۹٫۸ |
| Y | ۲۰٫۸ | ۲۰٫۱ | ۱۹ | ۲۲٫۵ | ۱۶٫۹ | ۱۷٫۳ | ۱۳٫۷ | ۳۰٫۲ | ۱۸٫۵ | ۲۱٫۶ | ۲۳٫۷ | ۱۴٫۵ | ۲۰ | ۱۶٫۷ |
| La | ۱۲٫۴ | ۱۴٫۲ | ۱۳٫۶ | ۱۸٫۱ | ۱۹ | ۱۲٫۶ | ۱۵٫۴ | ۳۱٫۹ | ۸٫۵ | ۱۸٫۱ | ۲۴٫۲ | ۱۳٫۵ | ۱۱٫۵ | ۱۰٫۶ |
| Ce | ۲۶٫۹ | ۲۹٫۳ | ۲۶٫۵ | ۳۶٫۱ | ۳۳٫۷ | ۲۵٫۴ | ۳۰٫۴ | ۶۳ | ۱۴٫۹ | ۳۷٫۱ | ۴۷٫۷ | ۲۹٫۱ | ۲۶ | ۲۱٫۷ |
| Pr | ۳٫۳۹ | ۳٫۶۱ | ۳٫۳۸ | ۴٫۳۴ | ۳٫۹۶ | ۳ | ۳٫۳۶ | ۷٫۵۹ | ۲٫۰۶ | ۴٫۵۲ | ۵٫۷ | ۳٫۴۴ | ۳٫۳۸ | ۲٫۷۶ |
| Nd | ۱۴٫۳ | ۱۵٫۱ | ۱۴٫۹ | ۱۵٫۸ | ۱۴٫۸ | ۱۲٫۶ | ۱۳٫۲ | ۲۷٫۷ | ۸٫۱ | ۱۶٫۶ | ۲۳٫۱ | ۱۴٫۱ | ۱۴٫۳ | ۱۱٫۶ |
| Sm | ۳٫۴۵ | ۳٫۲۳ | ۲٫۹۲ | ۳٫۶۹ | ۲٫۹۸ | ۲٫۵۷ | ۲٫۶۱ | ۵٫۱۴ | ۲٫۴۳ | ۳٫۷۹ | ۴٫۱۶ | ۲٫۹۶ | ۳٫۱۸ | ۲٫۵ |
| Eu | ۰٫۸۷ | ۰٫۸ | ۰٫۸۵ | ۰٫۸۲ | ۰٫۵۳ | ۰٫۶۹ | ۰٫۶۲ | ۰٫۶۱ | ۰٫۵ | ۰٫۵۷ | ۰٫۶۲ | ۰٫۹۱ | ۰٫۸۵ | ۰٫۸۴ |
| Gd | ۳٫۷۷ | ۳٫۴۴ | ۳٫۴۴ | ۳٫۹۸ | ۲٫۹۴ | ۲٫۹۹ | ۲٫۵۳ | ۵٫۰۱ | ۲٫۶۲ | ۳٫۵۳ | ۴٫۱۶ | ۳٫۰۳ | ۳٫۶۵ | ۳٫۰۸ |
| Tb | ۰٫۵۸ | ۰٫۵۶ | ۰٫۵۴ | ۰٫۶۱ | ۰٫۴۲ | ۰٫۴۳ | ۰٫۳۹ | ۰٫۷۷ | ۰٫۴۵ | ۰٫۵۸ | ۰٫۶۱ | ۰٫۴۴ | ۰٫۵۸ | ۰٫۵ |
| Dy | ۳٫۶ | ۳٫۸۶ | ۳٫۲۳ | ۳٫۷۳ | ۲٫۵۸ | ۲٫۷۹ | ۲٫۲۸ | ۴٫۵۹ | ۳٫۱۱ | ۳٫۵۸ | ۴٫۱۵ | ۲٫۶۸ | ۳٫۶۸ | ۳٫۴۱ |
| Ho | ۰٫۷۸ | ۰٫۸۲ | ۰٫۷۹ | ۰٫۸۵ | ۰٫۵۴ | ۰٫۶۳ | ۰٫۵۱ | ۰٫۹۸ | ۰٫۶۸ | ۰٫۷۱ | ۰٫۸۵ | ۰٫۵۷ | ۰٫۸۴ | ۰٫۶۵ |
| Er | ۲٫۲۲ | ۲٫۲۸ | ۲٫۲ | ۲٫۴۴ | ۱٫۹۸ | ۱٫۸۹ | ۱٫۴۶ | ۳٫۱۵ | ۱٫۹ | ۲٫۵۱ | ۲٫۵۹ | ۱٫۵۸ | ۲٫۲۸ | ۱٫۷۹ |
| Tm | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۷ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۶ | ۰٫۴۸ | ۰٫۳۳ | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۷ | ۰٫۲۸ |
| Yb | ۲٫۴۲ | ۲٫۲۱ | ۲٫۰۳ | ۲٫۳۱ | ۱٫۸۷ | ۱٫۸۷ | ۱٫۵۹ | ۳٫۱۳ | ۲٫۱۴ | ۲٫۵۶ | ۲٫۷۲ | ۱٫۶۵ | ۲٫۰۸ | ۱٫۹۱ |
| Lu | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳ | ۰٫۳۶ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳ | ۰٫۲۹ | ۰٫۵۳ | ۰٫۳ | ۰٫۳۹ | ۰٫۴۵ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۶ | ۰٫۳ |
| Mo | ۰٫۸ | ۱٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۷ | ۱٫۵ | ۱٫۶ | ۱٫۳ | ۰٫۵ | ۰٫۷ | ۱٫۲ | ۲٫۱ | ۱٫۲ | ۰٫۴ | ۱ |
| Cu | ۷۸٫۴ | ۵۷٫۸ | ۲۲۰٫۹ | ۵۹٫۹ | ۸۰٫۷ | ۵٫۴ | ۶۹٫۸ | ۲۳٫۸ | ۲۱ | ۳۲٫۴ | ۱۳ | ۳۶٫۲ | ۴٫۶ | ۳۹٫۴ |
| Pb | ۲٫۵ | ۲٫۶ | ۳ | ۷ | ۱۰٫۵ | ۴٫۹ | ۱۵ | ۱۰٫۱ | ۱۱ | ۱۷٫۴ | ۱۰٫۳ | ۴٫۵ | ۴٫۲ | ۵٫۲ |
| Zn | ۱۹ | ۴۰ | ۲۲ | ۲۹ | ۲۰ | ۱۵ | ۴۷ | ۲۲ | ۱۴ | ۳۶ | ۱۷ | ۳۸ | ۳۲ | ۳۳ |
| Ni | ۹٫۸ | ۷٫۷ | ۸٫۸ | ۱۱٫۲ | ۸٫۵ | ۸٫۷ | ۷ | ۵٫۱ | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۵٫۶ | ۱۶٫۵ | ۱۳٫۴ | ۷٫۸ |
| As | ۵ | ۳٫۳ | ۲٫۳ | ۳٫۱ | ۲۴٫۸ | ۳٫۸ | ۴٫۹ | ۳٫۱ | ۴٫۳ | ۲۱٫۱ | ۲٫۵ | ۲٫۶ | ۲٫۳ | ۱٫۹ |
| Au | <۰٫۵ | <۰٫۵ | ۴٫۳ | ۰٫۶ | ۰٫۹ | <۰٫۵ | ۷٫۵ | ۰٫۷ | <۰٫۵ | ۲٫۷ | ۰٫۶ | ۱٫۳ | <۰٫۵ | ۲٫۵ |

بنابر نمودار [۲۵]، نمونه سنگ‌های آنالیز شده در گستره‌های گابرودیوریت تا گرانیت با اکثریت دیوریت و تونالیت (شکل ۱۶) و بنابر نمودار [۲۶] نمونه‌های مورد نظر در سری کلسیمی- قلیایی تا پتاسیم بالا قرار می‌گیرند، همچنین وجود کانی‌های پتاسیم دار مانند فلدسپار قلیایی و بیوتیت در این سنگ‌ها نیز این ویژگی را تائید می‌کنند (شکل ۱۷).

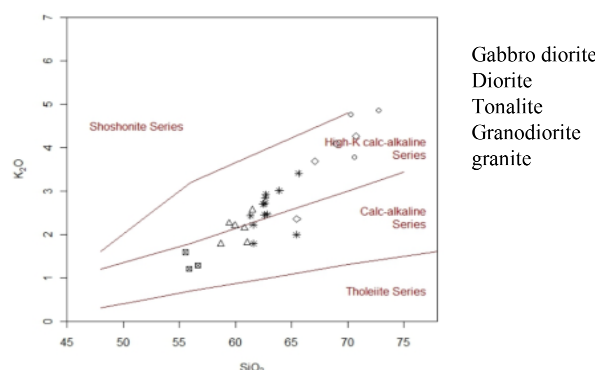
تمایز نوع گرانیتوئیدها، بنابر شیمی آن‌ها و برپایه‌ی نمودارهای $Na_2O$-$K_2O$ [۲۷]، نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای مورد نظر از نوع I هستند (شکل ۱۸). البته شواهد صحرائی و سنگ‌نگاری [۱۸] مانند وجود آمفیبول، اسفن، آپاتیت، فلدسپار صورتی، فلدسپارهای عمدتاً ساب سالووس و نبود کانی‌هائی مانند موسکویت، گارنت، کردیریت و مشخصات صحرائی مانند قرار گرفتن در رژیم زمین‌ساختی کوهزائی (کمربند ماگمائی ارومیه-دختر)، همراه بودن با سنگ‌های گابروئی تاکیدی بر این ادعاست.

به‌منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی، بنابر نمودار [۲۸]، نمونه‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های کمربند آتشفشانی هستند (شکل ۱۹).

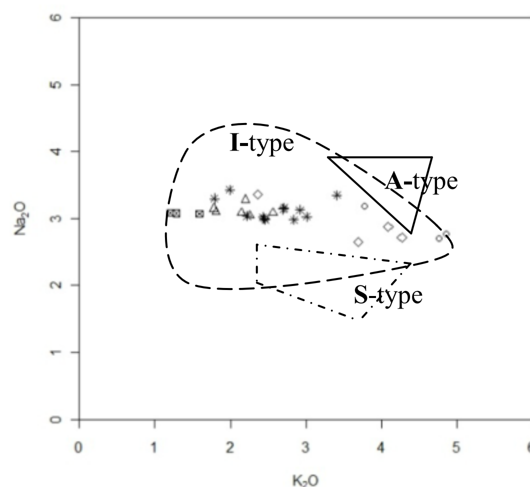
برای بررسی تغییرات و الگوهای عناصر کمیاب و نادر خاکی توده‌ی نفوذی مورد نظر، از نمودارهای عنکبوتی [۲۹،۳۰] استفاده شدند. نمودار این نمونه‌ها با الگوی ماگماهای کلسیمی- قلیایی قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای سازگار است. بی‌هنجاری منفی عناصری مانند Nb, P و Ti در نمودار عنکبوتی همراه با یک غنی شدگی مشخص از عناصر LILE، از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی وابسته به قوس هستند که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند [۳۱]. شیب نمونه‌ها از سمت LREE به سمت HREE نشان از جدایش ماگماست. همچنین غنی شدگی از عناصر ناسازگار سبک و الگوی تهی تا مسطح عناصرخاکی نادر سنگین، نشانه‌های خاستگاه گوشته‌ای این ماگما هستند که احتمالاً این ماگما از یک گوشته‌ی گارنت‌دار یا اسپینل‌دار سرچشمه گرفته است [۳۲] (شکل ۲۰). الگوی REE به صورت کم و بیش موازی نمونه‌ها، دلیل بر خویشاوندی ماگمائی این توده‌ها از نظر خاستگاه دارد. بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند به‌علت تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیک در اوایل جدایش ماگمایی [۳۳] یا تغییرات فوگاسیته اکسیژن از تولید مذاب تا تبلور بخشی باشد [۳۴] (شکل ۲۱).



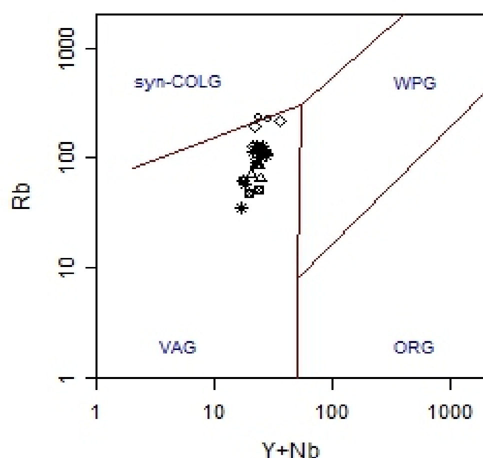

**شکل ۱۶** نمودار طبقه بندی سنگ‌ها به پیشنهاد [۲۵].



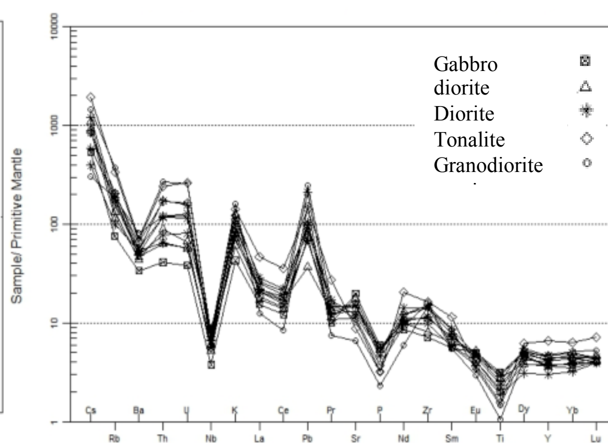

**شکل ۱۷** نمودار $K_2O$ در برابر $SiO_2$ از [۲۶].



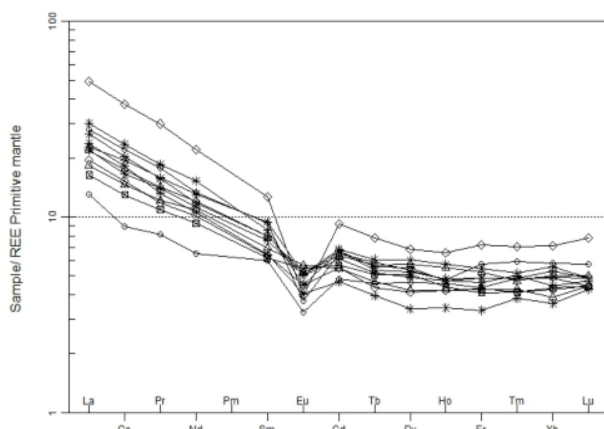

**شکل۱۸** تعیین نوع گرانیتوئیدهای منطقه [۲۷].




**شکل۱۹** تعیین محیط زمین ساختی گرانیتوئید منطقه[۲۸].




**شکل ۲۰** نمودار عنکبوتی وابسته به نمونه‌های منطقه.




**شکل۲۱** نمودار عناصر خاکی نادر نمونه‌های منطقه.

## برداشت

توده‌ی گرانیتوئیدی لاله‌زار بخشی از توابع شهرستان بردسیر است. این توده به‌درون سنگ‌های آتش‌فشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری، جزء کمربند ماگمائی ارومیه-دختر، محسوب می‌شود. سنگ‌های مورد بررسی در گستره گابرودیوریت تا گرانیت با ترکیب اکثریت دیوریت، تونالیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند. کانی‌های عمده شامل پلاژیوکلاز سدیک، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز برای سنگ‌های گرانیت تا تونالیت و پلاژیوکلاز کلسیک، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن (هیپرستن)) برای سنگ‌های دیوریت تا گابرودیوریت هستند. این سنگ‌ها در سری کلسیمی- قلیایی و با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمی جزء گرانیت‌های نوع I هستند. همچنین سنگ‌های مورد نظر بنابر نمودار جایگاه زمین ساختی، در محیط قوس ماگمائی درون قاره‌ای قرار می‌گیرند که منظور همان کمربند ارومیه-دختر است.

فرآیند تورمالین‌زایی در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نظر گسترش و تنوع بسیار جالب توجه است به‌طوری که سبب ایجاد ساختارهای مختلف ازجمله رگه‌ها و رگچه‌های غنی از تورمالین، تورمالین‌های شعاعی، گرهک‌های سرشار از تورمالین (cocards) و بافت‌های درهم رشدی (intergrowth) تورمالین- فلدسپار شده است. دو عامل تورمالین‌زایی دیده می‌شوند، یکی تأثیر بخارهای داغ غنی از بور روی سنگ‌های داغ

در مرحله‌ی پنوماتولیتی که باعث تبدیل شدن بخشی از کانی-های سیلیکات آلومینیم نظیر فلدسپات‌ها به تورمالین شده است و دیگری تغییرات تعادل سیال-بلور که احتمالاً در مرحله‌ی گرمابی، تورمالین‌های دارای پدیده منطقه‌بندی را به وجود آورده‌اند.

**مراجع**


[1] Dimitrijevic Md., *"Geology of Kerman region",* G.S. A. Rep. Yu/52 ( 1973) 334.

[2] Stöcklin J., *"Northern Iran: Alborz Mountains",* Geological Society, London, Special Publications 4 (1) (1974) 213-234.

[3] Berberian M., King G. C., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210-265.

[4] Berberian M., *"The southern Caspian: A Compressional depression floored by atrapped, modified oceanic crust"*, Canadian Journal of Earth Science 20 (1983) 163-183.

[5] Forster H., Feselfeldt K., Kursten M., *"Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt"*, Geology Congress Montreal 2 (1972) 198-210.

[6] Mohajjel M., Fergusson Cl., Sahandi MR., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran,"* Journal of Asian Earth Sciences 21 (4) (2003) 397-412.

[7] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, Journal of Asian Earth Sciences 24 (4) ( 2005) 405-417.

[۸] فاتحی چنار ح.، احمدی پور ح.، مرادیان ع.، *"ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی دره زارچوئیه (بردسیرکرمان، جنوب شرق)"*، (۱۳۹۰) پترولوژی.

[9] Dargahi S., "*Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrebabak region NW of Kerman: Isotopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusives and the role of adakitic magmatism in development of copper minralization",* Unpublished Ph. D. thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2007) 310.

[10] Morgan G. B., London VI. D., *"Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rareelement pegmatite, Bernic Lake, Manitoba"*, American Mineralogist 72 ( 1987) 1097-1121.

[11] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals",* Longman (1992).

[12] Jiang S. Y., Palmer M. R., Li Y. H., Xue C. J., *"Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling,China"*, hnplieations for hydrothermal ore-forming processes: Mineralium Deposita" 30 (1995) 225-234.

[13] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope"*, Chapman & Hall, London, (1993) 445.

[14] Nixon G.T., Pearce T.H., *"Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calk-alkaline magma chambers"*, Iztaccihuatl volcano, Mexico. Am. Min., 72 (1987) 1144-62.

[15] Loomis T. P., *"Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase"*, Contrib. Min. Pet., 81 (1982) 219-29.

[16] Hogan J.P., Gilbert M. C., *"The A-type Mount Scott granite sheet: Importance of crustal magma traps"*, Journal of Geology Research 100, B8 (1995) 15779-15792.

[17] Kuno H., *"Differentiation of basaltic magma. In Hess, H. H. et Poldervaart"*, A., edit, Basalts, 2 (1968) 628-688. InterScience pull. New York.

[18] Kleemann G.J., Twist D., *"The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism"*, Journal of Petrology 30 (1989) 1383-1414.

[19] Vance J A., *"Polysynthetic twinning in plagioclase"*, Am. Min 46 (1961) 1097-119.

[20] Dowty E., *"Synneusis reconsidered"*, Contrib. Min. Pet. 74 (1980) 75-84.

[21] Bramal A., Harwood H. F. , *"Tourmalization in the dartmoor granite"*, Min. Magazine, 20 (1925) P.319.

[22] London D., Manning D.A.C., *"Chemical Variation and Significance of tourmaline from*

*southwest England"*, Economic Geology 90 (1995) 495-519.

[23] Sinclair W.D., Richardson J.M., *"Quartztourmaline orbicules in the seagull batholith، Yukon Territory"*, The Canadian Mineralogist 30 (1992) 923-935.

[۲۴] ملائی ح.، *"کانی شناسی نوری"*، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی مشهد (۱۳۸۵).

[25] De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M., *"A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses- its relationship and current nomenclature"*, Chemical Geology 29 (1980) 183-210.

[26] Peccerillo A., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey",* Contributions to mineralogy and petrology 58 (1) (1976) 63-81.

[27] White A. J. R., Chappell B. W., *"Granitoid types and their distribution in the Lachland fold belt, southern Australia"*, The Geological Society of America 154 (1983) 21-34.

[28] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[29] Sun S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for Mantel composition and processes. In: Saunders A. D., and Norry M. J., (eds), Magmatism in ocea basins",* Geological Society, London - Special Publications 42 (1989) 313-345.

[30] Boynton WV., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry",* Elsevier, Amsterdam (1984) 63–114.

[31] Rollinson H. R., *"Using geochemical data: evalution, Presentation"*, interpretation: Longman, UK, (1993) 352.

[32] Lin P. N., Stern R. J., Bloomer S. H., *"Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs"*, J Geophys Res 94 (1989) 497–514. InterScience pull. New York.

[33] Henderson P., *"Rare earth element geochemistry"*, Elsevier, Amsterdam (1984).

[34] Teppern J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J., *"Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 333–351.